

Erfassung von Sandverteilungsmustern zur großräumigen Analyse der Sedimentdynamik auf dem Schelf der Deutschen Bucht

Jennifer Valerius, Frank Kösters und Manfred Zeiler

Zusammenfassung

Um neue Erkenntnisse über großräumige sedimentdynamische Prozesse auf dem Schelf der Deutschen Bucht zu gewinnen, wurde ein umfangreicher Datensatz an Korngrößenverteilungen von Oberflächensedimentproben flächenhaft ausgewertet. Hierzu wurden die räumlichen Verteilungsmuster verschiedener Sandfraktionen untersucht und den Ergebnissen eines morphodynamischen Modells gegenübergestellt. Der verwendete Datensatz stammt aus dem „Funktionalen Bodenmodell“, welches im KFKI-Projekt AufMod aufgebaut wurde.

Es konnten drei großräumige sedimentdynamische Teilsysteme auf dem Schelf der Deutschen Bucht identifiziert werden, die charakteristische Sandverteilungsmuster auf dem Meeresboden aufweisen. Zum einen wurde ein Sedimenteintrag aus dem Westen, der über den südlichen Teil des Schelfbereichs in die innere Deutsch Bucht transportiert wird, ermittelt. Transportiert wird dort hauptsächlich Sand der Fraktion 125-177 μm . Weiter nördlich wurde ein Abknicken des Sedimenttransports aufgrund der Geländekante am östlichen Rand des ehemaligen Elbe-Urstromtals in Richtung Nordwesten lokalisiert, wobei mit zunehmender Tiefe immer feinere Sande akkumulieren. Kennzeichnend für diesen Bereich ist die großflächige Verbreitung sehr feinen Sandes (63-125 μm). Als Folge des Abknickens der Sedimenttransporte zeichnet sich unter anderem der schleswig-holsteinische Schelfbereich als Sedimentmangelgebiet aus. Aufgrund der Aufarbeitung und Umlagerung glazialer Sedimente zeigt hier die Sandverteilung durch den Wechsel von Fein-, Mittel- und Grobsanden ein sehr heterogenes Muster.

Schlagwörter

Nordsee, Deutsche Bucht, Sedimentverteilung, Sedimenttransport, Morphodynamik, Sedimentdynamik, numerische Modellierung, MD-Modelle

Summary

An extensive dataset of grain size distributions was analyzed to gain a better understanding of the large-scale sediment dynamics on the shelf of the German Bight (North Sea). The spatial distribution of different sand fractions was compared with results obtained from a morphodynamic model. The dataset used has been derived from the "Functional Seabed Model" generated in the AufMod project (Aufbau integrierter Modellsysteme zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht, 2009-2012).

Three systems of different large-scale sediment dynamic regimes were identified on the shelf showing characteristic sand distributions on the sea floor. Firstly, sediment transport from the West to the inner

German Bight takes place along the southern part of the German Bight. Here, sand of the grain size range between 125 to 177 μm is transported. Further north, the transport direction changes to the Northwest along the former Urstrom valley of the Elbe river. This is accompanied by an accumulation of very fine sands (63 to 125 μm) revealing a strong correlation with increasing water depths. The shelf off North Frisia is characterized by sediment-starved regions. This can be attributed a lack of sediment input due to the northwestward change in sediment transport direction mentioned before. The heterogenous sediment distribution of this shelf area observed today results from the reworking of glacial sediments (till).

Keywords

North Sea, German Bight, sediment mixture, sediment distribution, sediment transport, sediment dynamic, morphodynamic, numerical modelling

Inhalt

1	Einleitung.....	41
2	Datengrundlage und Methodik	43
2.1	Datengrundlage zur Analyse des Oberflächensediments	43
2.2	Datenbasierte Analyse des Oberflächensediments.....	45
2.2.1	Interpolation der Oberflächensedimentproben.....	45
2.2.2	Erstellung eines sedimentologischen Schnittprofils.....	45
2.2.3	Erarbeitung einer Sedimentklassifizierung zur Analyse und Abgrenzung unterschiedlicher sedimentdynamischer Systeme	46
2.3	Prozessbasierter Ansatz.....	46
3	Ergebnisse	47
3.1	Analyse der Verteilung von Feinsandfraktionen in der Deutschen Bucht.....	47
3.2	Oberflächensedimentklassifikation zur Abgrenzung sedimentdynamischer Systeme	50
3.3	Hydrodynamische Belastung der Sohle.....	53
3.4	Residualer Sedimenttransport in der Deutschen Bucht.....	55
4	Diskussion.....	56
4.1	Charakterisierung großräumiger Oberflächensedimentverteilungs-muster	56
4.1.1	Hydrodynamisch beeinflusste Gebiete	56
4.1.2	Vom Untergrund geprägte Gebiete in der deutschen Bucht.....	56
4.2	Ableitung großräumiger sedimentdynamischer Systeme auf dem Schelf der Deutschen Bucht.....	57
4.2.1	Großräumige Sedimentdynamik der südlichen und inneren Deutschen Bucht	57
4.2.2	Großräumige Sedimentdynamik im Bereich des ehemaligen Elbe- Urstromtals	58
4.2.3	Großräumige Sedimentdynamik des nordfriesischen Schelfbereichs.....	58

4.3	Aussagekraft der Datengrundlage der Oberflächensedimentverteilung hinsichtlich ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung.....	59
5	Zusammenfassung und Ausblick.....	60
6	Schriftenverzeichnis	61

1 Einleitung

Die intensive wirtschaftliche Nutzung der Deutschen Bucht erfordert es, unser Verständnis der komplexen Systemzusammenhänge dieses Naturraums stetig zu verbessern. Der Meeresboden spielt hierbei als Schnittstelle zwischen Wassersäule und geologischem Untergrund eine zentrale Rolle. Durch das Lockersediment des Meeresbodens in Verbindung mit dem Gezeiteinfluss und regelmäßigen Sturmfluten weist das Küstenmeer der Deutschen Bucht eine sehr hohe Morphodynamik auf. Dies ist für den Küstenschutz zur Planung von Baumaßnahmen oder Küstenschutzmaßnahmen wie Spülsande von großer Bedeutung. Aber auch in größeren Wassertiefen spielt die Beschaffenheit des Meeresbodens hinsichtlich seiner Reaktion auf hydrodynamische Einwirkungen eine Rolle. Bei der Errichtung von Offshore-Windenergieanlagen beeinflusst sein Oberflächensediment das Kolkverhalten an den Gründungen. Des Weiteren wirkt sich die Beschaffenheit der Gewässersohle auf die Lagestabilität von Seekabeln und Transitleitungen aus.

Durch die räumliche Ausdehnung der Deutschen Bucht und die Komplexität der Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre, Wassersäule und Boden reichen geowissenschaftliche Feldstudien für einen umfassenden Erkenntnisgewinn sediment- und morphodynamischer Prozesse allein nicht aus; es müssen zusätzlich prozessbasierte numerische Modellverfahren herangezogen werden. Diese sind wiederum in hohem Maße abhängig von der Bereitstellung von Naturdaten und deren umfassender geowissenschaftlicher Analyse. Eine Voraussetzung für die naturähnliche Simulation morphodynamischer Vorgänge in numerischen Modellen ist eine repräsentative anfängliche Korngrößenverteilung der Sedimente im Untersuchungsgebiet („Anfangskorngrößenverteilung“). Durch die Abhängigkeit des Sedimenttransports von der Korngröße bestimmt die Anfangskorngrößenverteilung maßgeblich die morphologische Reaktion des Systems (z. B. HIRSCH-HÄUSER et al. 1998; KWOLL and WINTER 2011).

Im Projekt AufMod wurde ein Funktionales Bodenmodell aufgebaut, um die morphologische Entwicklung der Deutschen Bucht zu untersuchen. Im Funktionalen Bodenmodell werden Beobachtungsdaten zur Beschreibung des Meeresbodens, wie Wassertiefen oder Korngrößenverteilungen mit räumlichen und zeitlichen Interpolationsverfahren, zu einem kontinuierlichen Modell verknüpft (siehe MILBRADT et al. 2015). Die Analyse der Bathymetriedaten ergab, dass auf dem Schelf in Wassertiefen über 15 m morphologische Änderungen innerhalb des Messfehlers von bis zu ± 1 m liegen. Zudem sind für diese Bereiche kaum Wiederholungsmessungen für großräumige Untersuchungen vorhanden. Demnach müssen alternative messdatenbasierte Ansätze geprüft werden, um weiterführende Erkenntnisse über die großräumige Sediment- und Morphodynamik auf dem Schelf der Deutschen Bucht zu erlangen und prozessbasierte Modellverfahren validieren zu können.

Für längere Zeitskalen können geologische Ansätze genutzt werden, um auf Basis der Sedimentbeschaffenheit großräumige Transporte, zumindest qualitativ, abzuschätzen. Bei

der Untersuchung zur Mächtigkeit mobiler Sande in der Deutschen Bucht wurde so ein konzeptionelles Modell des großräumigen Geschiebetransports entwickelt (ZEILER et al. 2000). Das Oberflächensediment lässt sich ebenfalls heranziehen, um Informationen über sedimentdynamische Zusammenhänge abzuleiten. Dies findet beispielsweise in der Sediment- bzw. Grain Size Trend Analyse Verwendung (z. B. McLAREN 1981; McLAREN and BOWLES 1985; GAO and COLLINS 1994; POIZOT and MEAR 2010), bei der aus statistischen Parametern der Korngrößenverteilung auf Netto Sedimenttransportrichtungen zurückgeschlossen wird. Solche Untersuchungen beschränken sich jedoch auf hydrodynamische Teilsysteme, da sie unter anderem von einer synoptisch erfassten Datenbasis abhängen.

Durch das Funktionale Bodenmodell ist ein räumlich umfassender Datensatz an konsistenten Korngrößenverteilungen des Oberflächensediments für den Großbereich der Deutschen Bucht vorhanden (siehe MILBRADT et al. 2015). Dieser wurde in einem Zeitraum von über 60 Jahren erfasst, wobei die räumlich relativ hochauflösenden Bodenproben des ehemaligen Deutschen Hydrographischen Instituts (DHI) aus den Jahren 1950 bis 1980 einen Großteil der Daten umfassen.

Aufgrund der flächenhaften Auswertung der Korngrößenverteilungsdaten lassen sich Informationen über die Genese der Oberflächensedimente erfassen. Ein Beispiel hierfür ist die Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht (FIGGE 1981). Die Sedimentklassifikation nach FIGGE (1981) bietet den Vorteil, dass das gesamte Kornspektrum relativ detailreich im Übersichtsmaßstab abgebildet wird. Für Fragen der Sedimentdynamik sind jedoch gerade die Feinsande (63-250 μm) von besonderem Interesse, die in der Klassifikation nach FIGGE (1981) in nur einer Gruppe zusammengefasst werden. Feinsande gelten in allen hydraulisch beeinflussten Georäumen als die am bestsortierten Kornfraktionen (McMANUS 1988). JARKE (1955) erkannte bereits graduelle Verfeinerung des Feinsandes im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals.

Ein anderes Beispiel für den Stellenwert des Feinsandes hinsichtlich sedimentdynamischer Eigenschaften führte beispielsweise TABAT (1979) durch die Unterteilung von „Wanderfeinsand“, „Barrensand“ und „Restsand“ auf dem nordfriesischen Schelf an. In älterer Fachliteratur wird für den Bereich der Deutschen Bucht zudem zwischen Feinsand (125-250 μm) und Mehlsand (63-125 μm) unterschieden (z. B. DECHEND 1949; DECHEND 1950; JARKE 1955). Zur Analyse sedimentdynamischer Prozesse auf dem Schelf der Deutschen Bucht ist es daher interessant, die flächenhafte Verteilung einzelner Feinsandfraktionen näher zu beleuchten, da sie ein Abbild sedimentdynamischer Prozesse darstellen können.

Im hier vorgestellten Ansatz wurde daher eine Sedimentklassifikation erarbeitet, die die Deutsche Bucht nach der Zusammensetzung des Sandanteils flächenhaft unterteilt, wobei ein Schwerpunkt auf der Betrachtung der Feinsandfraktionen lag. Das Ergebnis dieser Einteilung wird herangezogen, um grundlegende Fragestellungen zur großräumigen Sedimentdynamik für den in Abb. 1 abgegrenzten Schelf-Bereich zu bearbeiten:

1. Lassen sich aus der Flächeneinteilung sedimentdynamische Systeme identifizieren und gegebenenfalls Rückschlüsse auf Sedimenttransportrichtungen treffen?
2. Inwieweit kann eine derartige Unterteilung zur Validierung prozessbasierter Modelle herangezogen werden?
3. Im Gegenzug stellt sich die Frage, ob prozessbasierte Modelle helfen können, die Genese der rezenten Oberflächensedimentverteilung zu erklären.

Für die Fragestellungen wurden Ergebnisse eines morphodynamischen Modellsystems hinzugezogen. Zur Analyse sedimentdynamischer Prozesse im numerischen Modell wurden zwei Parameter berechnet: der resultierende Sedimenttransport und die Dauer der kritischen Sohlschubspannung. Die Ergebnisse wurden der hier vorgestellten Sedimentklassifikation gegenübergestellt.

2 Datengrundlage und Methodik

2.1 Datengrundlage zur Analyse des Oberflächensediments

Die Analyse basiert auf dem von MILBRADT et al. (2015) aufgebauten Funktionalen Bodenmodell, für welches bestehende Korngrößenverteilungsdaten aus dem gesamten Nordseeraum zusammengetragen und plausibilisiert sowie zusätzliche Daten, die innerhalb des Projekts AufMod erhoben wurden. Für die vorliegenden Auswertungen wurden Datensätze aus dem Funktionalen Bodenmodell im Bereich der Deutschen Bucht verwendet, deren Korngrößen innerhalb der Sandfraktion mindestens in $\frac{1}{2}$ -, bzw. 1 Phi-Graden (nach KRUMBEIN 1936) vorliegen. So ergab sich eine Anzahl von rund 22.000 verwertbaren Datensätzen, deren Lage in Abb. 2 dargestellt ist. In der vorliegenden Arbeit beschränkt sich die Analyse auf den Schelfbereich (Abb. 1).

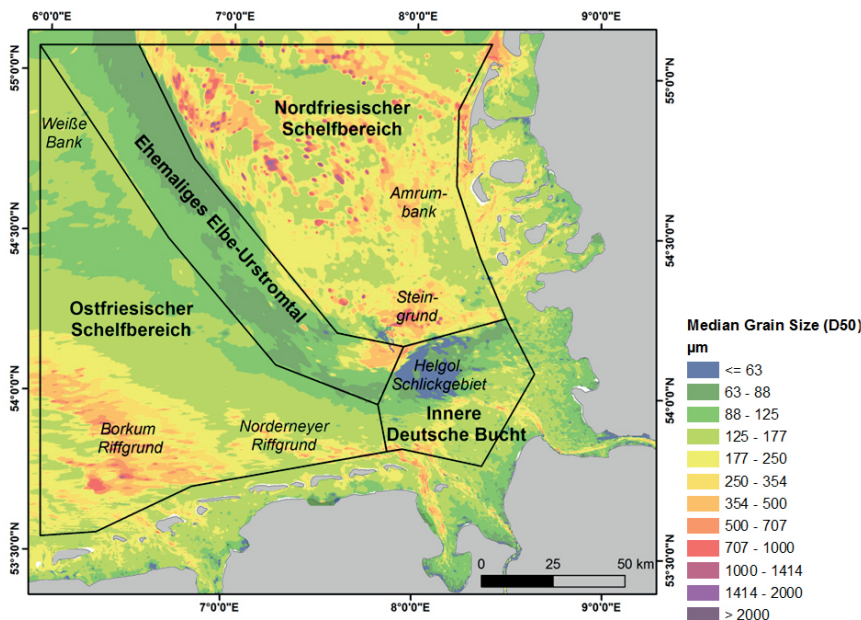


Abbildung 1: Das Untersuchungsgebiet in der Deutschen Bucht mit der Verteilung der Medianwerte der Korngrößenverteilungen des Oberflächensediments aus dem Funktionalen Bodenmodell (Milbradt et al. 2015).

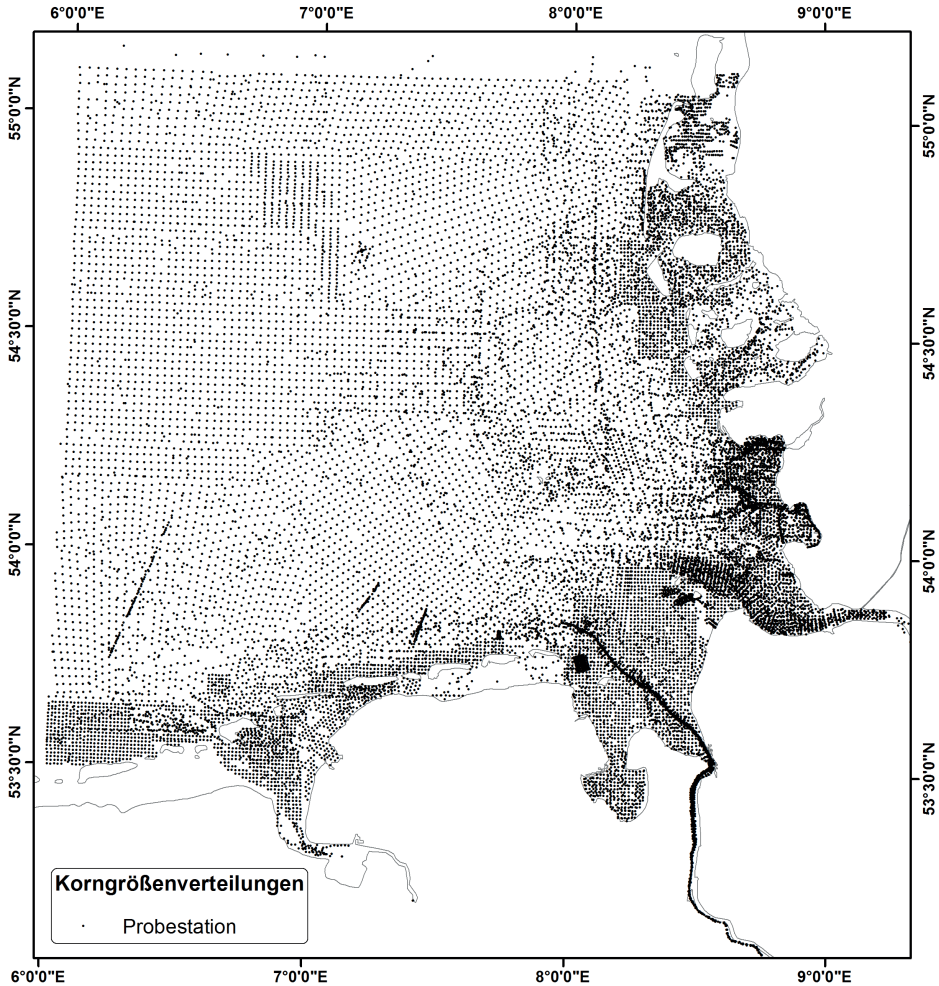


Abbildung 2: Räumliche Verteilung der Probestationen der rund 22.000 verwerteten Korngrößenverteilungen aus dem Funktionalen Bodenmodell. Auf dem Schelf liegt die räumliche Auflösung des Probenrasters bei etwa 1 Seemeile.

Die Entnahme der Proben erfolgte auf dem Schelf mit Bodengreifern, bis zu einer Tiefe von 20 cm. In Tab. 1 sind Angaben über die Datensätze zu den Korngrößenverteilungen zusammengestellt. Insgesamt bildet der Datensatz einen Zeitraum von ca. 90 Jahren ab. Ein Großteil von ca. 65 % dieser Daten wurde jedoch vom Deutschen Hydrographischen Institut (DHI) zwischen 1960 und 1970 erhoben. Die Analyse der Korngrößenverteilungen (Sandfraktion) erfolgte vorwiegend mittels Trockensiebung in $\frac{1}{4}$ Phi-Graden (Abstufung nach den Richtlinien der American Society of Testing and Materials (ASTM)).

Tabelle 1: Korngrößenverteilungen der Oberflächensedimentproben.

Herkunft*	Proben-anzahl	Verfahren zur Bestim-mung der Korngrößen-verteilung (Sandfraktion)	Örtliche Lage der Proben	Erhebungs-zeitraum
BSH	~18.000	Trockensiebung	Deutsche Bucht	1924-2008
Projekt „AufMod“	~600	Trockensiebung, ab Fein-kornanteil >30 Gew.-%: Laserbeugungsverfahren	Schelfbereich vor Sylt, Piep und Norderhever Elbe- und Weserästuar	2010-2012
		MacroGranometer Sinkgeschwindigkeitsröhre	Vorstrand Spiekeroog, östlich Minsener Oog	1986-1989, 2005, 2010-2012
HZG	~1.400	Siebung	Nord- und Ostfriesi-sches Wattenmeer	1987-1991
BfG	~2.000	Ultraschallsiebung	Elbe- und Weserästuar	1980-2012

2.2 Datenbasierte Analyse des Oberflächensediments

2.2.1 Interpolation der Oberflächensedimentproben

Aus den in 2.1 beschriebenen Korngrößenverteilungen wurden die Sande in Klassen unterschiedlicher Fraktionen zusammengefasst (Tab. 2). Insbesondere wurde die Feinsandfraktion im Schelfbereich in 1 und ½ Phi-Intervallen klassifiziert. Mittelsand wurde in einer Klasse, die einer Phi-Klasse entspricht, zusammengefasst, Grobsand auf Grund seiner vergleichsweise geringen Verbreitung in eine Klasse über 2 Phi-Intervalle.

Tabelle 2: Einteilung der Sandfraktion in Klassen unterschiedlicher Auflösungen.

Sandfraktion	2 Phi Fraktionierung	1 Phi Fraktionierung	½ Phi Fraktionierung
Feinsand 63-250 µm		Sehr feiner Sand 63-125 µm	63-88 µm
			88-125 µm
		Feiner Sand 125-250 µm	125-177 µm
			177-250 µm
Mittelsand 250-500 µm		Mittelsand 250-500 µm	
Grobsand 500-2000 µm	Grobsand 500-2000 µm		

Im nächsten Schritt wurden die Probestationen der einzelnen Sandklassen mit der Software Gismo (SMILE CONSULT GMBH 2011) durch eine Delaunay-Triangulation zu einem Dreiecksnetz verbunden und die jeweiligen Gewichtsprozente linear interpoliert.

2.2.2 Erstellung eines sedimentologischen Schnittprofils

Um die Verbreitung verschiedener Sandfraktionen in der Deutschen Bucht vergleichen zu können, wurde ein Transekt ausgehend vom Borkum Riffgrund in nordöstlicher Richtung zum schleswig-holsteinischen Schelf definiert. Dadurch werden die „ertrunke-

ne“ saalezeitliche Altmoränenlandschaft, die von pleistozänem Restsediment bestimmt wird, und das Akkumulationsgebiet über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal erfasst. Zusätzlich wurden Wassertiefe und Sortierung in das Transekt eingebunden.

2.2.3 Erarbeitung einer Sedimentklassifizierung zur Analyse und Abgrenzung unterschiedlicher sedimentdynamischer Systeme

Die Verteilung der in Tab. 2 ausdifferenzierten Sandklassen und -fraktionen in Gewichtsprozent war Grundlage für die Erfassung der Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik in Abb. 6. Hierzu wurden für jede Fraktion der Sandklassen die Flächen mit einem Gewichtsanteil > 50 % (Layer 1) extrahiert und zusammengeführt. In einem weiteren Schritt wurden für die 1-Phi-Fraktionen (d. h. sehr feiner Sand, feiner Sand und Mittelsand) und 2-Phi-Fraktion (d. h. Grobsand) die Fläche mit einem Gewichtsanteil von 20 bis 50 % extrahiert und verschnitten (Union) (Layer 2). Im nächsten Schritt wurden die Layer 1 und 2 zu der Karte in Abb. 6 zusammengeführt, wobei die Restflächen als „Sandklasse < 20 %“ ausgewiesen wurden.

2.3 Prozessbasierter Ansatz

Zur Abschätzung der hydrodynamischen Belastung an der Sohle wurden Ergebnisse eines prozessbasierten hydrodynamischen Modells der Nordsee herangezogen. Der in KÖSTERS und WINTER (2014) beschriebene Modellaufbau basiert auf dem Verfahren UnTRIM (CASULLI and ZANOLLI 2005) zur Berechnung der Hydrodynamik, einer unstrukturierten Variante des spektralen Seegangmodells k-Modell (SCHNEGGENBURGER et al. 2000) gekoppelt mit dem Sedimenttransportmodul SediMorph (BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU (BAW) 2014a). Das unstrukturierte Gitternetz umfasst die gesamte Nordsee und hat eine räumliche Auflösung von 2.500 m auf dem Schelf der Deutschen Bucht, 1.000 m im Küstenvorfeld und 300 m in den Ästuaren. Zur Erfassung der Variabilität der Sohlbelastung bei unterschiedlichen meteorologischen Zuständen wurde eine mehrjährige Zeitspanne (1996-2007) unter realistischem Windantrieb berechnet. Der verwendete zeitlich und räumlich variable Windantrieb stammt aus Ergebnissen des Prognosemodells des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Das Tidesignal des Wasserstandes an den offenen Modellrändern stammte aus dem globalen Gezeitenmodell FES2004 (LYARD et al. 2006). Die Lage des Mittelwassers an den offenen Rändern basierte auf Ergebnissen des operationellen Nordatlantik-Modells des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Detailliertere Angaben sowie eine Modellvalidierung sind in einem Validierungsbericht der BAW (BAW 2014b) dokumentiert.

Als Kenngröße für die hydrodynamische Belastung wurde die Dauer hoher Sohl Schubspannung, bed shear stress intensity (BSSI), mit einem Grenzwert von $0,17 \text{ N/m}^2$ genutzt. Dieser Grenzwert entspricht der kritischen Sohl Schubspannung nach Shields für die Bewegung von Feinsand (vgl. SOULSBY 1997). Zur Berechnung wurde an jedem Element des numerischen Modells die BSSI ermittelt und anschließend als dimensionsloser Anteil (0-1) am Gesamtzeitraum dargestellt.

Das Sedimenttransportmodul berechnete den fraktionierten Transport von 10 Korngrößenklassen, die den Bereich von sehr feinem Schluff (Korndurchmesser (D) von $6 \mu\text{m}$) bis zu Kies (D = 32 mm) gemäß der Udden-Wentworth-Skala abdecken. Die Transport-

form wurde als Suspensionstransport für Feinsand und feiner vorgegeben und als Geschiebetransport für Mittelsand und gröber. Die Transporte wurden jeweils jahresweise aufsummiert, sodass sich daraus der tiefenintegrierte residuale Transport pro Jahr ergab.

3 Ergebnisse

3.1 Analyse der Verteilung von Feinsandfraktionen in der Deutschen Bucht

In Abb. 3 werden die flächenhaften Verteilungen der Gewichtsanteile des Feinsandes in $\frac{1}{2}$ Phi-Intervallen dargestellt. Deutlich heben sich die flachen Schelfbereiche vor Schleswig-Holstein und Niedersachsen von den tieferen Bereichen über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal und dem südwestlichen Anschlussgebiet hervor.

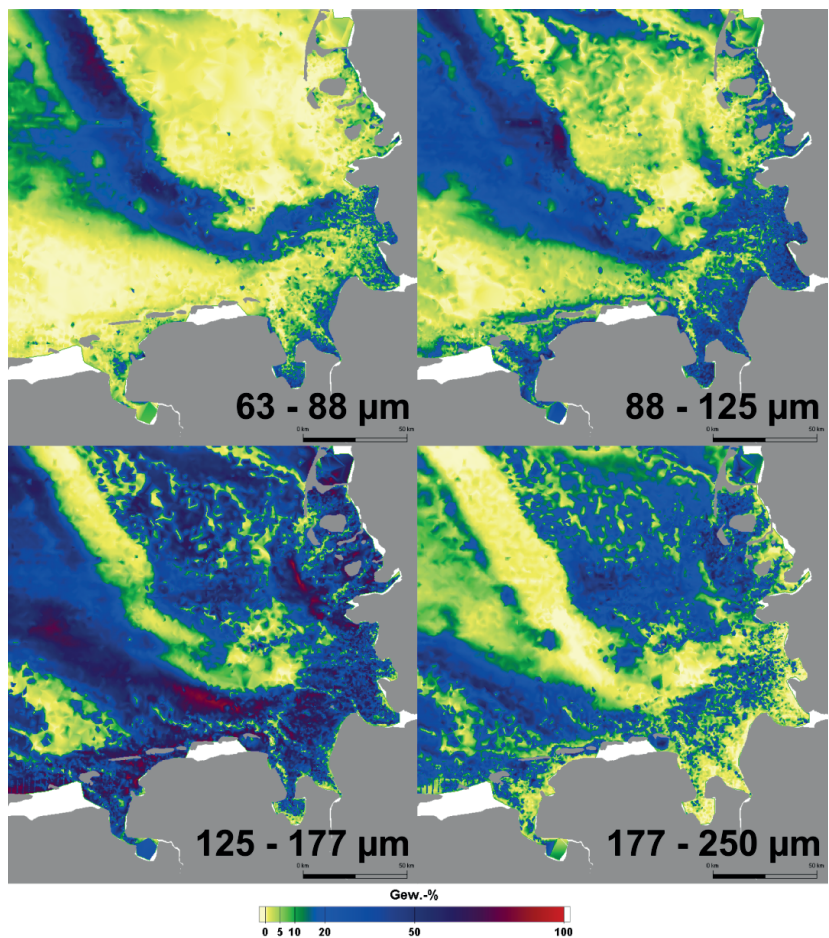


Abbildung 3: Verteilung der Gewichtsanteile einzelner Feinsandklassen in der Deutschen Bucht.

In den flacheren Bereichen ist kaum sehr feiner Sand (63-88 μm und 88-125 μm) vorhanden, während die Vorkommen von feinem Sand (125-177 μm und 177-250 μm) ein heterogenes Verteilungsmuster aufweisen. Im tieferen Bereich sind sehr feine bis feine Sande gleichförmig verbreitet. Über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal ist eine graduelle Verfeinerung des Feinsandes in nordöstlicher Richtung, parallel zum Ostrand des Tals ersichtlich. Das Helgoländer Schlickgebiet südöstlich von Helgoland sticht heraus, da es kaum gröberen Sand als den der feinsten betrachteten Feinsandklasse (63-88 μm) vorweist.

Die Fraktion 125-177 μm ist von allen vorgestellten Feinsandklassen am weitesten verbreitet. Sie erreicht in fast allen Gebieten über 20 % am Gewichtsanteil. Lediglich im Bereich des Borkum-Riffgrunds, über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal und im Helgoländer Schlickgebiet ist diese Korngrößenklasse weiträumig nicht oder nur in geringem Maße vertreten. Im Bereich der nord- und ostfriesischen Inseln erreicht diese Feinsandfraktion sogar Gehalte deutlich über 50 %. Eine weitere Verbreitung mit sehr hohem Anteil befindet sich südöstlich der Amrumbank, vor Amrum und Eiderstedt. Am weitesten ist diese Sandfraktion nördlich des Borkum-Riffgrunds verbreitet, wo sie sich bandförmig bis in die innere Deutsche Bucht streckt.

Abb. 4 zeigt den Verlauf des Transekts vom Borkum-Riffgrund über das ehemalige Elbe-Urstromtal hinweg bis zum nordfriesischen Schelf. Das Tiefenprofil in Abb. 5 (oben) verdeutlicht, wie die Sohle vom Borkum Riffgrund allmählich abfällt und sich über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal einebnet. An seinem östlichen Rand ist die Geländekante zur „ertrunkenen“ Altmoränenlandschaft zu erkennen.

Die tieferen Bereiche werden von jeweils einer Feinsandklasse dominiert und zeichnen sich durch eine gute Sortierung aus. Im Südwesten sind dies feine Sande (125-250 μm) und im Nordosten sehr feinen Sande (63-125 μm , sog. Mehlsand). Zwischen diesen beiden Regionen liegt eine Zone, in der nahezu beide Klassen den gleichen Anteil an der Korngrößenverteilung haben und die Sortierung abnimmt. Bis auf diesen Bereich ist entlang des Transekts eine sukzessive Abnahme des feinen und eine Zunahme des sehr feinen Sandes in Richtung Nordost festzustellen.

Auf den flachen Schelfbereichen ist das Oberflächensediment schlechter sortiert als im tiefen Bereich. Die Verteilung der dargestellten Sandfraktionen verdeutlicht, dass nur hier Vorkommen von Mittelsanden und Grobsanden über 10 Gew.-% am gesamten Kornspektrum zu finden sind. Die Anteile der verschiedenen Sandklassen weisen im Gegensatz zu den tieferen Bereichen eine starke Heterogenität auf. Im Bereich des Borkum-Riffgrunds liegen vorwiegend die Mittelsandfraktion über 50 % im Gewichtsanteil und der Anteil von Grobsanden über dem der Feinsande. Südwestlich des Borkum-Riffgrunds liegt die dominierende Fraktion wiederum im Feinsandbereich. Im Umfeld der ehemaligen Altmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins verhält sich die Verteilung der Sandgehalte ähnlich dem Borkum-Riffgrund. Hier erreicht stellenweise sogar die Grobsandklasse Gehalte über 50 Gew.-% des gesamten Kornspektrums.

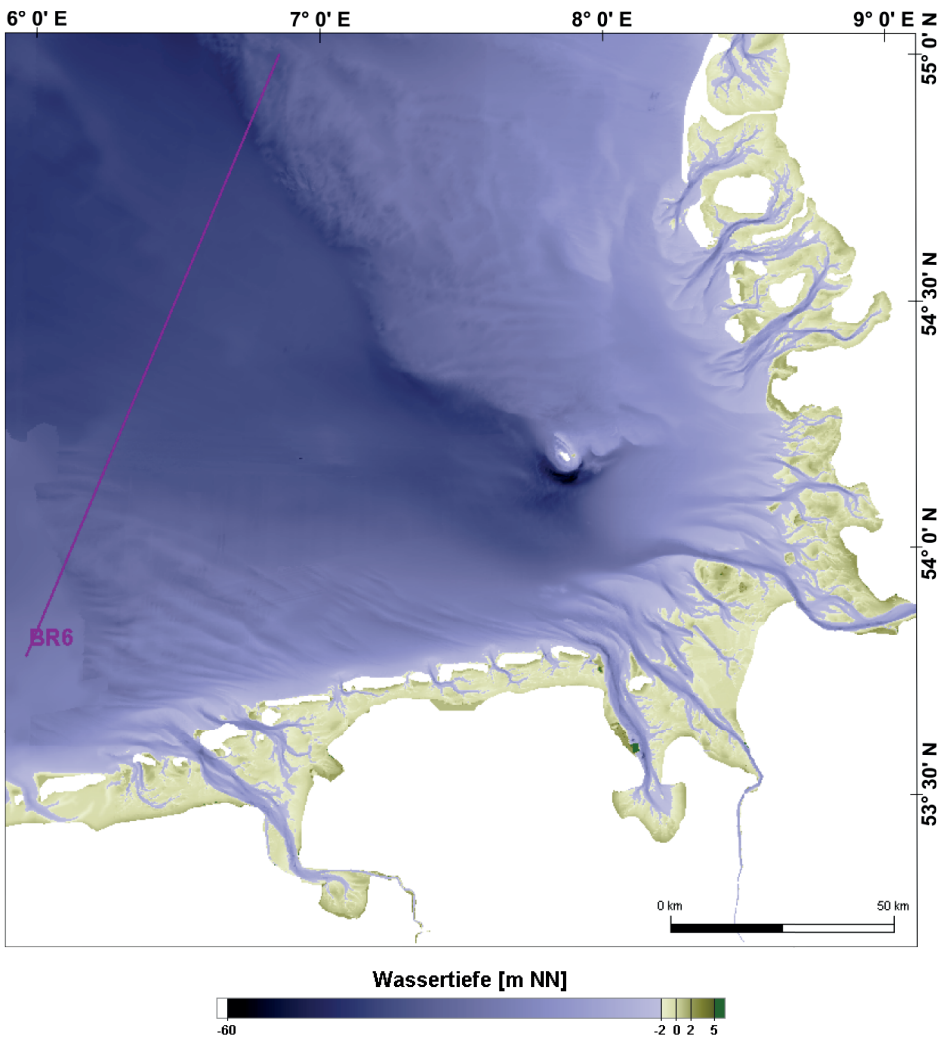


Abbildung 4: Lage des Querprofils BR6.

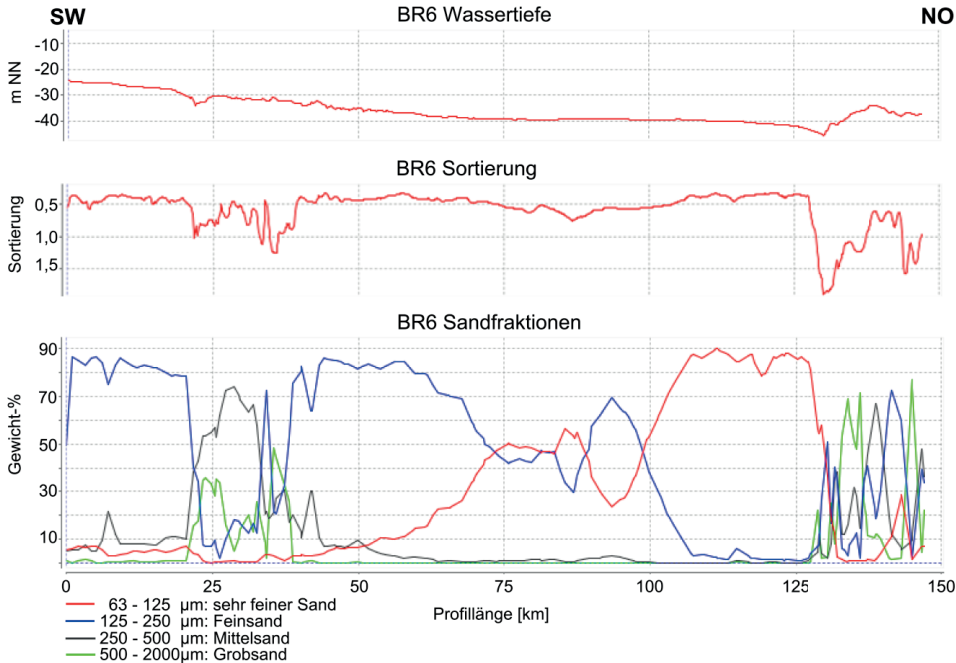


Abbildung 5: Wassertiefe, Sortierung und Gewichtsanteil verschiedener Sandklassen entlang des Schnittprofils BR6 (Abb. 4). Sortierung nach FOLK und WARD (1957): $<0,5$ = gut sortiert, $0,5-1$ = mäßig gut sortiert, >1 = schlecht sortiert (Klassen modifiziert nach FOLK und WARD 1957).

3.2 Oberflächensedimentklassifikation zur Abgrenzung sedimentdynamischer Systeme

Die in Kap. 2.2.3 definierte Klassifikation zur Erfassung von Sandverteilungsmustern zur Analyse der Sedimentdynamik ist in Abb. 6 dargestellt. Auch hier ist der Unterschied zwischen dem Oberflächensediment der flachen Schelfbereiche und dem des tiefer liegenden Gebiets des ehemaligen Elbe-Urstromtals deutlich zu erkennen. Im Bereich der ehemaligen Altmoränenlandschaft ist die räumliche Verbreitung von Mittel- und Grobsanden erkennbar, die bereits im Transekt zu sehen ist. Hierbei fällt auf, dass der nordfriesische Schelfbereich eine heterogenere und kleinräumigere Verteilung des größeren Sediments aufweist, als es im Bereich des Borkum Riffgrunds der Fall ist.

Die in Abb. 3 sichtbare homogene Verteilung einzelner Feinsandklassen im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals und im südwestlichen Anschlussgebiet zeichnet sich in Abb. 6 sehr markant ab. Besonders auffällig ist die Abgrenzung der sehr feinen Sande im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals. Durch die Darstellung der $\frac{1}{2}$ Phi-Fractionen innerhalb des sehr feinen Sandes wird hier die Verfeinerung des Sediments in nordöstliche Richtung deutlich. Im südwestlich angrenzenden Gebiet ist die Verteilung der Sandklassen uneinheitlicher. Hier können größere Flächen ausgewiesen werden, in der keine Sandfraktion Gewichtsanteile über 50 % erreicht.

Weiter südlich erstreckt sich das bereits unter Kapitel 3.1 erwähnte breite Band feinen Sandes, der hauptsächlich durch die Fraktion 125-177 µm gekennzeichnet ist, und sich bis

zur inneren Deutschen Bucht nachverfolgen lässt. In diesem Zusammenhang fällt eine nordöstlich gerichtete Fraktionierung der Oberflächensedimente von den Grobsanden im Westen des Borkum-Riffgrund bis hin zu dem o.a. Feinsandband auf.

Durch die Klassifizierung in Abb. 6 ist deutlich zu erkennen, wie weit die Sandfraktion 125-177 μm in der Deutschen Bucht als Hauptkomponente des Korngrößenspektrums verbreitet ist. Das tiefste Vorkommen befindet sich auf der Weißen Bank. Die gröbere Komponente des feinen Sandes (177-250 μm) ist hingegen kaum als Hauptkomponente in der Deutschen Bucht vertreten.

Die Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik geben indirekt Auskunft über den Sortierungsgrad der Sedimente. Dort, wo keine der Sandklassen über 50 % des Gesamtanteils erreicht, ist das Sediment in der Regel auch weniger gut sortiert. Vergleicht man den zentralen Bereich, nordöstlich vom Borkum Riffgrund bis hin zum östlichen Rand des ehemaligen Elbe-Urstromtals, mit der im Transekt dargestellten Sortierung (Abb. 5) wird deutlich, dass in Bereichen mit einem jeweiligen Sandanteil unter 50 % des Gesamtanteils auch der Grad der Sortierung abnimmt. Zudem können die mittelsandigen Schelfbereiche als mäßig gut sortiert eingestuft werden. Die grobsandigen Schelfbereiche zeigen eine schlechte Sortierung an.

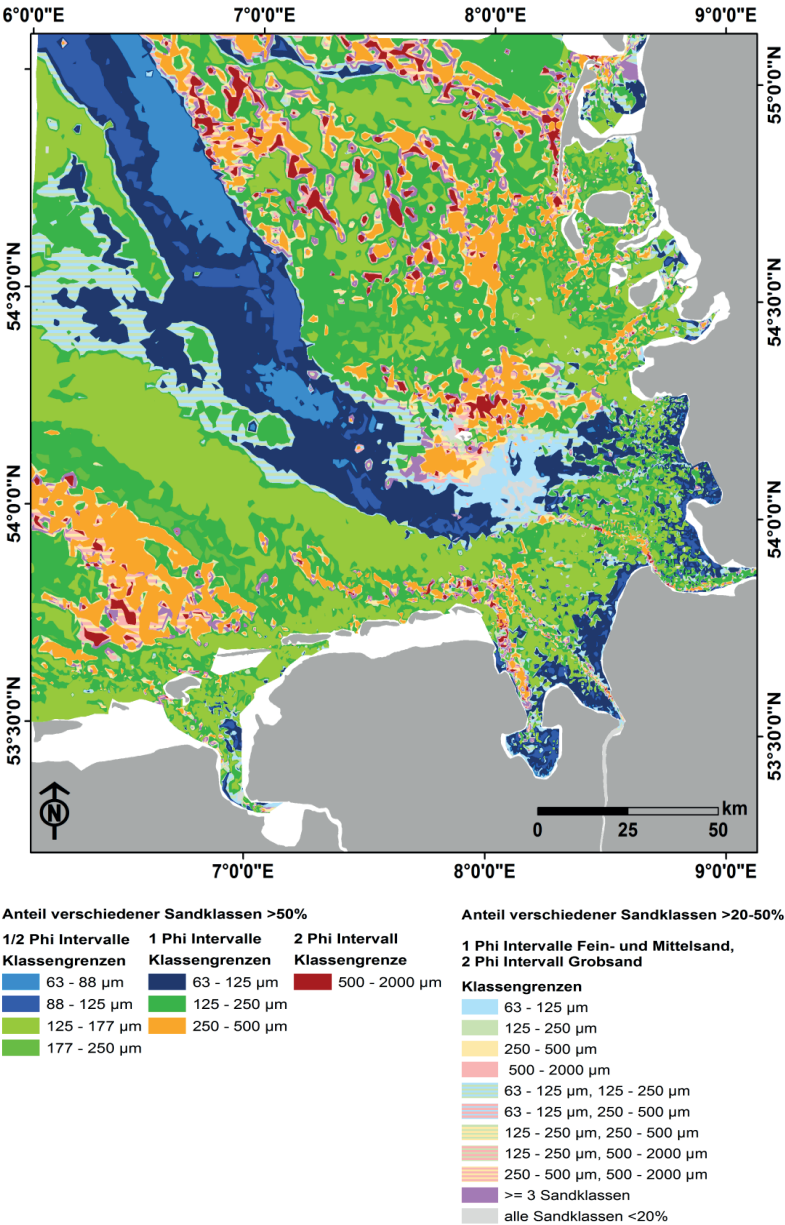


Abbildung 6: Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik. Dargestellt werden Sandfraktionen unterschiedlicher Intervallgrößen, die über 50% des Oberflächensediments einnehmen. Je kleiner das Intervall einer Fraktion, desto besser ist die hydrodynamische Sortierung des Oberflächensediments (überwiegend siltig-tonige Bereiche ausgenommen). Erreicht keine der dargestellten Sandfraktionen 50 %, so werden Sandfraktionen dargestellt, die einen Anteil von 20-50 % erreichen. Diese Bereiche kennzeichnen auf dem Borkum Riffgrund und nordfriesischen Schelf pleistozäne Restsedimente. Einteilung der Sandfraktionen nach Udden-Wentworth-Skala: Sehr feiner Sand: 63-125 µm, feiner Sand: 125-250 µm, Mittelsand: 250-500 µm, grober und sehr grober Sand: 500-2000 µm.

3.3 Hydrodynamische Belastung der Sohle

Die Abhängigkeit der räumlichen Verteilung der Sohlsedimente von der heutigen hydrodynamischen Belastung wird durch den Vergleich der gemessenen Korngrößenverteilung mit der berechneten Sohlschubspannung deutlich. Aus der berechneten Sohlschubspannung wurde die Dauer hoher Sohlschubspannung (*bed shear stress intensity*, BSSI) (KÖSTERS and WINTER 2014) als Anteil an der Gesamtzeit als normierte Größe (0-1) bestimmt. In Abb. 7 sind beide Größen überlagert dargestellt.

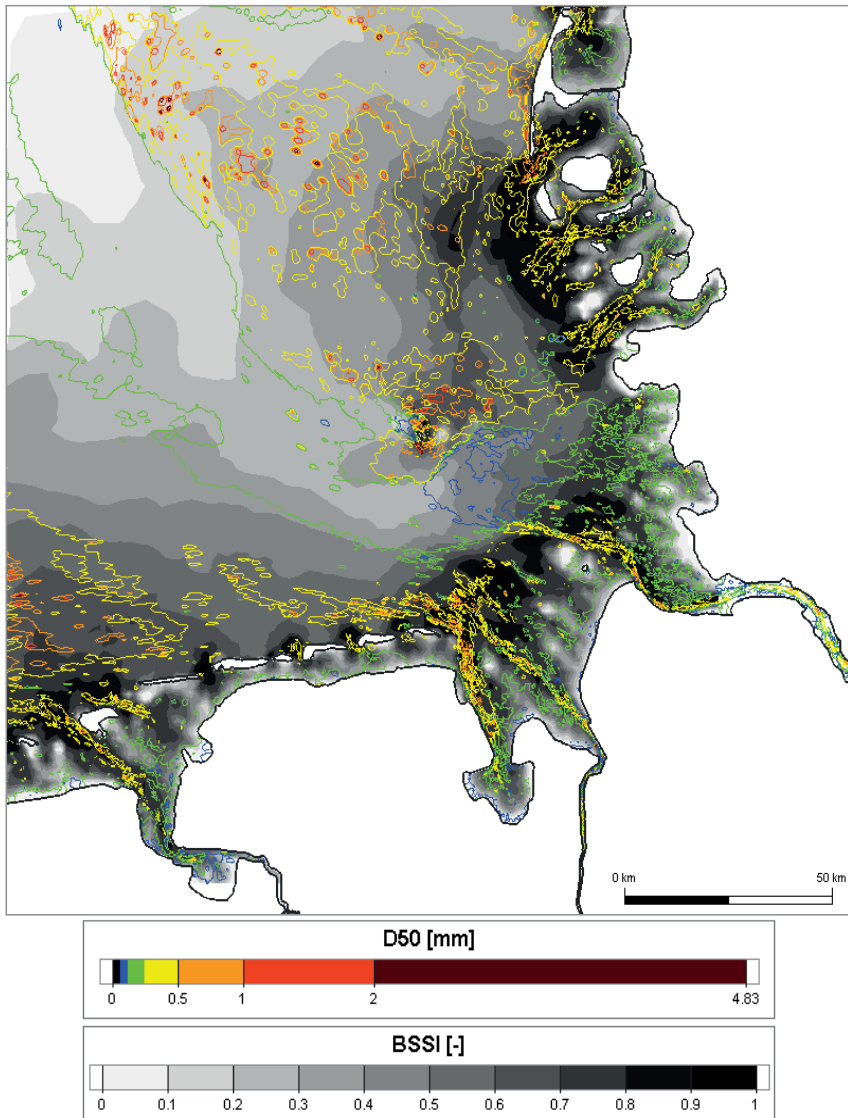


Abbildung 7: Gemessener Median der Korngrößenverteilung (farbige Isolinen, Export des Funktionalen Bodenmodells) und berechnete Dauer hoher Sohlschubspannung (Isoflächen).

Die Oberflächensedimentverteilung wird als Medianwert (D50) der Kornsummenkurve abgebildet. Der Vergleich des D50 mit der berechneten Dauer hoher Sohlbelastung zeigt, dass in Bereichen mit zunehmender Dauer hoher Sohlbelastung größer werdende Sedimente an der Sohle zu finden sind. Dies entspricht also einer hydraulischen Sortierung der Sedimente. So weist der Parameter BSSI auf dem flachen Schelf, vor allem im Bereich des Borkum Riffgrunds, des Steingrunds und der Amrumbank, hohe Beträge auf. Auffällig ist der Bereich westlich von Amrum und Eiderstedt, der durch eine größere zusammenhängende Fläche der gut sortierten Feinsandklasse 125-177 μm gekennzeichnet ist. Hier ist der BSSI geringer als in den umliegenden Bereichen.

Die Beziehung von Sohlbelastung und Oberflächensediment lässt sich als Korrelation von BSSI und D50 über die gesamte Deutschen Bucht darstellen (Abb. 8). Die Analyse zeigt die hohe Variabilität des Korngrößenspektrums, das einen deutlichen Zusammenhang mit der Sohlbelastung aufweist. Die gezeigten 50% Perzentile (entspricht dem Median der gemessenen D50-Werte) korrelieren signifikant mit der Sohlbelastung, trotz der hohen Variabilität der Einzelwerte, die sich in den 5 und 95 % Perzentilen widerspiegelt.

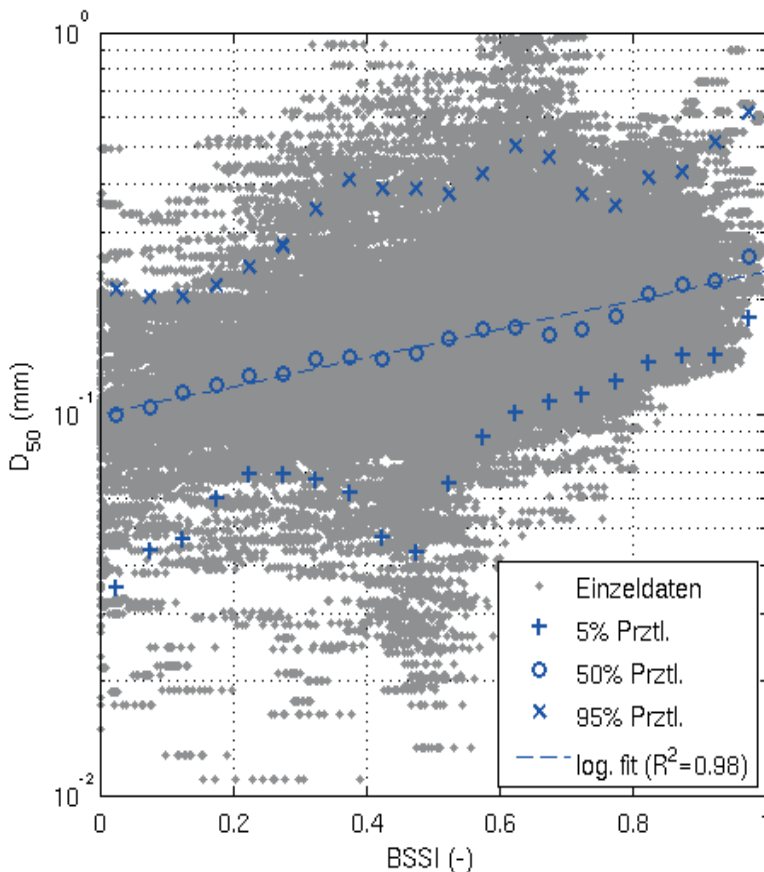


Abbildung 8: Korrelation der *bed shear stress intensity* und des gemessenen D50 im Bereich der Deutschen Bucht.

3.4 Residualer Sedimenttransport in der Deutschen Bucht

Der für das Jahr 2006 berechnete Suspensionstransport (Feinsand und feinere Fraktionen) ist im Bereich des Borkum-Riffgrunds und entlang der ostfriesischen Inseln in die innere Deutsche Bucht relativ hoch (Abb. 9b). Das transportierte Material verbleibt im Wesentlichen in diesen Bereichen. Nur in Wassertiefen über 30 m ändert der Sedimenttransport nordwestlich von Helgoland über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal seine Richtung nach Nordwesten. Auf dem Schelf vor Schleswig-Holstein sind die Transportraten am geringsten und die Transporte weniger gerichtet als vor Niedersachsen. Westlich des ehemaligen Elbe-Urstromtals auf ungefähr $54^{\circ} 50'$ nördlicher Breite deutet sich eine Divergenzzone an. Im südlichen Teil wird Schwebstoff in Richtung Ost-Südost verlagert, weiter nördlich tendiert der Transport in nördliche Richtung.

Die räumliche Struktur des Geschiebetransportes (Abb. 9a) entspricht im Wesentlichen dem Suspensionstransport, ist aber fast flächendeckend um mehr als eine Größenordnung geringer. Es zeigt sich ein klarer Küstenlängstransport vor den ostfriesischen Inseln. Auffallend sind höhere Transportraten über dem Borkum-Riffgrund gegenüber den umliegenden Seegebieten. Im nordfriesischen Schelfbereich zeigen sich fast keine durchgehenden Sedimenttransportbänder. Die Richtungen sind jedoch ähnlich denen des suspendierten Transports. Erwartungsgemäß ist ein signifikanter Transport im Wesentlichen in den Tiderinnen festzustellen.

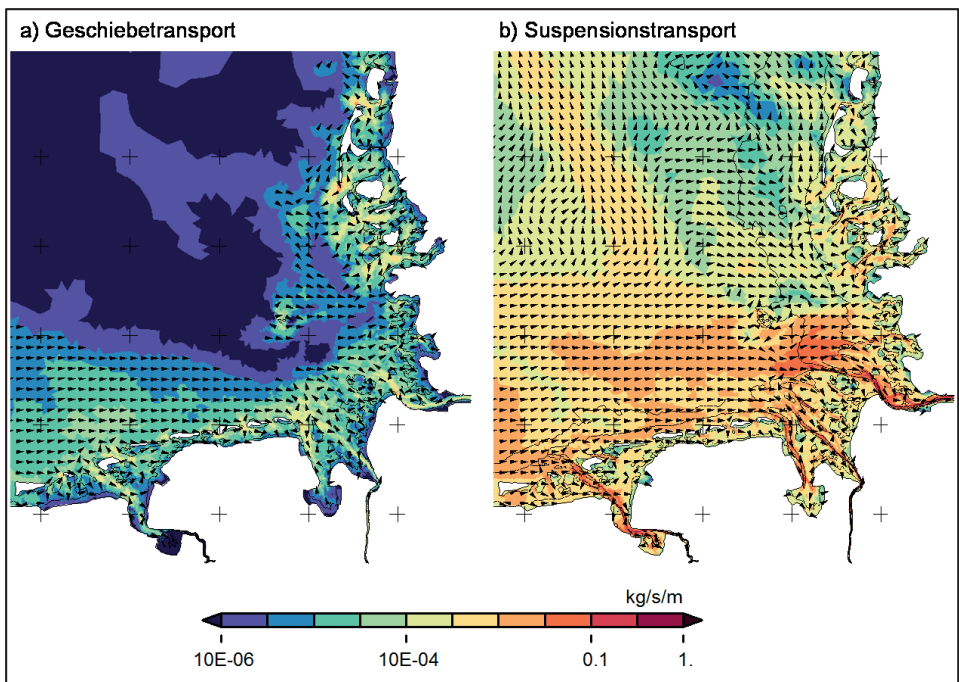


Abbildung 9: Residualer Sedimenttransport in der Deutschen Bucht aufgeteilt in a) Geschiebetransport und b) Suspensionstransport für das Jahr 2006 (logarithmische Skalierung).

4 Diskussion

4.1 Charakterisierung großräumiger Oberflächensedimentverteilungsmuster

Aus dem Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik (Abb. 6) lassen sich auf dem Schelf der Deutschen Bucht durch den Untergrund geprägte Bereiche und hydrodynamisch geprägte Bereiche ableiten.

4.1.1 Hydrodynamisch beeinflusste Gebiete

Die vorwiegend hydrodynamisch beeinflussten Gebiete weisen sich durch homogene Flächen charakteristischer mobiler Sandfraktionen aus. Ein Gebiet befindet sich über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal und ist durch sehr feinen Sand (Mehlsand) gekennzeichnet ($63\text{--}125\text{ }\mu\text{m}$). Die weiträumige Fraktionierung des sehr feinen Sandes spricht für die hydrodynamische Prägung dieses Gebiets. Dieser Teil der Deutschen Bucht wurde bereits von JARKE (1955) als Teil eines Akkumulationsbereichs charakterisiert, der sich im Laufe des Holozäns über dem Elbe-Urstromtal und einer südwestlich davon gelegenen Ebene bildete und bis zur inneren Deutschen Bucht nachverfolgen lässt. Im Nordwesten ist das Elbe-Urstromtal von bis zu 16 m mächtigen holozänen Sanden verfüllt (FIGGE 1980). Unsere simulierten Sedimenttransporte weisen darauf hin, dass diese Verfüllung noch heute anhält.

Der südwestlich angrenzende Bereich, im Süden durch den Borkum-Riffgrund und weiter westlich von etwa der 20 m Tiefenlinie vor den ostfriesischen Inseln eingegrenzt, ist ebenfalls hydrodynamisch geprägt. Der Meeresboden wird hier durch die weite Verbreitung der gut sortierten Feinsandklasse $125\text{--}177\text{ }\mu\text{m}$ charakterisiert. Die hier vorgestellten Ergebnisse weisen eine flächenhafte nordöstlich gerichtete Fraktionierung der Sedimente auf, die ausgehend vom Bereich nördlich des Borkum-Riffgrunds in dem breiten Band der mobilen Klasse feinen Sandes mündet.

Die innere Deutsche Bucht, von Helgoland und den Ästuaren von Weser und Elbe umrandet, stellt einen Akkumulations- und Umlagerungsbereich dar. Die Lage der Holozänbasis erreicht hier Tiefen bis zu 35 Meter (RICKLEFS and ASP NETO 2005) und nordseezeitliche Sande, die also nach der holozänen Transgression abgelagert wurden, eine Mächtigkeit von über drei Metern (ZEILER et al. 2000). Hier wird das Oberflächensediment ebenfalls durch die mobile Fraktion $125\text{--}177\text{ }\mu\text{m}$ geprägt und steht in direkter Verbindung mit dem Feinsandband im Westen.

4.1.2 Vom Untergrund geprägte Gebiete in der deutschen Bucht

Die flachen Bereiche des nord- und ostfriesischen Schelfs werden als ehemalige saalezeitliche Altmoränenlandschaft gedeutet, die noch heute von groben Restsedimenten an der Meeresbodenoberfläche geprägt sind. Hier wurde der pleistozäne Untergrund im Zuge der holozänen Transgression aufgearbeitet und umgelagert (JARKE 1955; TABAT 1979; FIGGE, 1981; ZEILER et al. 2008). Kennzeichnend für diese Gebiete ist die Heterogenität

in den Oberflächensedimentverteilungsmustern, das Vorkommen von Mittel- und Grobsanden und eine schlechte Sortierung der groben Sedimente.

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, dass sich der vom Untergrund geprägte ostfriesische Schelfbereich auf den Borkum- und Norderneyer-Riffgrund beschränken lässt. Hier sind kaum mobile Feinsande verbreitet. Insbesondere der Borkum-Riffgrund ist flächendeckend von Mittel- und Grobsanden geprägt.

Der nordfriesische Bereich reicht von der Küste bis zum östlichen Rand des ehemaligen Elbe-Urstromtals. Hier ist die weite Verbreitung der gut sortierten Feinsandklasse 125-177 μm charakteristisch, die zwischen Regionen schlecht sortierter Mittel- und Grobsande anzutreffen ist.

4.2 Ableitung großräumiger sedimentdynamischer Systeme auf dem Schelf der Deutschen Bucht

Die Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik lassen den Schelf der Deutschen Bucht im Wesentlichen in drei großräumige sedimentdynamische Systeme unterteilen: die südliche und innere Deutsche Bucht, das ehemalige Elbe-Urstromtal und der nordfriesische Schelfbereich.

4.2.1 Großräumige Sedimentdynamik der südlichen und inneren Deutschen Bucht

In der südlichen Deutschen Bucht sind ostwärts gerichtete residuale Strömungen vorherrschend (z. B. OTTO et al. 1990; LOEWE et al. 2013), die zu einer Fraktionierung des pleistozänen Reliktsediments des Borkum Riffgrundes von West (Grobsand) nach Ost (Mittelsand) führten (Abb. 6). Zudem lässt sich durch die Ostströmung die Fraktionierung des Feinsandes weiter nordöstlich parallel zum Streichen des Borkum Riffgrundes erklären. Aufgrund der Untiefe des Borkum Riffgrundes erhöhen sich hier die Strömungsgeschwindigkeiten. Daher passieren die feinen Sedimente diesen Bereich, ohne sich abzulagern und gelangen weiter ostwärts in das Nordwest – Südost verlaufende Feinsandband. Hierbei handelt es sich um ein Transportband mobilen Feinsandes, innerhalb dessen sich das Sediment sukzessive weiter in Richtung innere Deutsche Bucht verlagert.

Sowohl simulierter Geschiebe- als auch Suspensionstransport verlaufen ebenfalls aus dem Westen in die innere Deutsche Bucht, und auch das konzeptionelle Modell des Geschiebetransports von ZEILER et al. (2000) bildet einen ostwärts gerichteter Transport in die innere Deutsche Bucht ab. Es kann demnach durch die Oberflächensedimentverteilung, den geologischen Untergrund und durch numerische Simulation des Sedimenttransports der gleiche, ostwärts in die innere Deutsche Bucht gerichtete Sedimenttransport abgeleitet werden. Das mobile Material besteht hierbei vorwiegend aus der Feinsandfraktion 125-177 μm , welches abhängig von der Strömungsgeschwindigkeit sowohl durch Suspension als auch als Geschiebe fortbewegt werden kann (VAN RIJN 1984).

Die Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik legen westlich des Borkum Riffgrundes und in den oben angesprochenen hydrodynamisch geprägten Akkumulationsbereichen den Schluss nahe, dass die ostwärts gerichteten Strömungen kaum Material mit einem Korndurchmesser $> 177 \mu\text{m}$ transportieren.

4.2.2 Großräumige Sedimentdynamik im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals

Die Verbreitung des sehr feinen Sandes im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals kann durch ein Zusammenspiel aus Morphologie und Hydrodynamik erklärt werden. Der schlagartige Übergang von sehr feinen Sanden in diesem Bereich zu den feinen bis groben Sanden im schleswig-holsteinischen Schelfbereich entlang der Geländekante der „ertrunkenen“ Altmoränenlandschaft liefert einen deutlichen Hinweis darauf, dass es sich hierbei um eine Grenze zweier sedimentdynamischer Systeme handelt. Durch die Geländekante werden vorherrschende bodennahe Ostströmungen nach Nordwesten abgelenkt, wodurch in der Folge das Abknicken der residualen Suspensionstransporte aus östlicher in nordwestliche Richtung bewirkt wird. Der in Suspension transportierte sehr feine Sand wird hier sukzessive abgesetzt und wird aufgrund erhöhter Wassertiefen unter durchschnittlichen hydrodynamischen Bedingungen nicht wieder resuspendiert. Das in Abb. 5 dargestellte Profil BR6 belegt, dass die Wassertiefe in nordöstliche Richtung ansteigt und folglich die hydrodynamischen Kräfte abnehmen. Hierdurch kann die Verfeinerung des Sediments hin zum feinsten Sand am nordöstlichen Rand des ehemaligen Elbe-Urstromtals erklärt werden. Es sind weitere Analysen notwendig, um zu klären welche hydrodynamischen Effekte, wie beispielsweise der JEBAR Effekt (z. B. SÜNDERMANN and POHLMANN 2011), an der Akkumulation des feinsten Sandes beteiligt sind.

Noch unklar bleibt die Genese der weniger gut sortierten Sande westlich des Elbe-Urstromtals. Möglicherweise treten in diesem Bereich, relativ am Ende des Transportbandes von Westen nach Nordosten, unterschiedliche Depositionsbedingungen deutlicher zutage. Während bei Normaltiden nur sehr feine Sande abgesetzt werden, kann es zu Zeiten mit höherer Strömungsbelastung, z. B. durch Stürme, auch zur Umlagerung größerer Sedimente kommen.

4.2.3 Großräumige Sedimentdynamik des nordfriesischen Schelfbereichs

Trotz der vorherrschenden zyklonalen Strömungen in der Nordsee (LOEWE et al. 2013) wird durch das Zusammenspiel von Strömung und Meeresbodenrelief weitestgehend unterbunden, dass Sediment aus dem Westen auf den nordfriesischen Schelfbereich gelangt. Durch die größere Wassertiefe über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal akkumulieren hier die noch in der Wassersäule befindlichen Feinpartikel der Ostströmungen oder werden weiter nach Nordwesten transportiert. Die modellierten Sedimenttransportraten fallen östlich der Geländekante großflächig gering aus und es zeichnet sich aufgrund der abfallenden Transportraten kein signifikanter Sedimenteintrag in dieses Gebiet ab (Abb. 9). Zusätzlich weisen die modellierten Sedimenttransporte sogar einen Austrag von Sediment nach Norden aus. Ein Nordtransport wird auch im konzeptionellen Modell des Geschiebetransports im Küstenvorfeld von Sylt abgebildet (ZEILER et al. 2000).

Die Folge ist ein Mangel an mobilen Sedimenten auf dem nordfriesischen Schelf. Demnach findet hier vorwiegend eine Umlagerung des vorhandenen, von Restsedimenten geprägten Materials statt. Kennzeichnend für Sedimentmangelgebiete sind „Sorted Bed-forms“ (MURRAY and THIELER 2004), welche in diesem Gebiet weit verbreitet sind (DIESING et al. 2006). Dies sind Flächen gröberer Sediments, welches häufig Ripeln aufweist, die von ebenen Feinsanden umgeben sind (CACCHIONE et al. 1984). Die

Sandverteilungsmuster zur Analyse der Sedimentdynamik zeigen, dass diese Feinsande maßgeblich durch die Sandfraktion 125-177 μm geprägt sind. DIESING et al. (2006) haben gezeigt, dass die Sorted Bedforms auf dem nordfriesischen Schelf bereits über mehrere Dekaden lagestabil sind. Die geringe Verfüllung von Sandentnahmetrichtern westlich von Sylt (ZEILER et al. 2004), spricht ebenfalls für einen Mangel mobiler Sedimente und schwache Transportraten.

Das entlang der nordfriesischen Küste am großflächigsten ausgeprägte Vorkommen der mobilen Feinsandklasse 125-177 μm , westlich von Amrum und Eiderstedt, liegt dem konzeptionellen Modell des Geschiebetransports (ZEILER et al. 2000) nach in der Zone, die durch einen Nettotransport nach Südwesten gekennzeichnet ist. Die Mächtigkeit mobiler nordseezeitlicher Sande ist hier geringer als in den westlich und östlich angrenzenden Regionen. Damit kann die rezente Oberflächensedimentverteilung in diesem Bereich nicht erklärt werden, weil ihre Kornzusammensetzung auf einen Ablagerungsraum hinweist. Unsere residualen Sedimenttransporte zeigen, dass aus dem Nordwesten kommende Sedimente hier auf die durch die Gezeitenrinnen geprägten Transporte treffen und es ist dadurch keine genaue Richtung erkennbar, jedoch eine leichte Abnahme der Transportrate, die zu einer Netto-Deposition führt. Auch die Sohlbelastung ist in diesem Bereich geringer als in den umliegenden Regionen (Abb. 7). Dadurch sind in diesem Bereich die Oberflächensedimente im Gleichgewicht mit der hydrodynamischen Sohlbelastung.

4.3 Aussagekraft der Datengrundlage der Oberflächensedimentverteilung hinsichtlich ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung

Der verfügbare umfangreiche Datensatz an Kornverteilungen wurde über einen Zeitraum von über sechzig Jahren erhoben. Bei dieser zeitlichen Auflösung muss der Datenumfang auf Konsistenz hinsichtlich der Stabilität der Verteilungsmuster geprüft werden. Die verschiedenen Kartenwerke, die in Abständen von etwa dreißig Jahren für die Verteilung des Oberflächensediments erarbeitet wurden (JARKE 1955; FIGGE 1981; LAURER et al. 2013), stimmen bezüglich ihrer Verteilungsmuster überein, obwohl das betrachtete Probeninventar über die Zeit hinweg kontinuierlich erweitert wurde. Ein Großteil von über 65% der betrachteten Daten wurde zwischen 1960 und 1970 erfasst und floss demnach nicht in die Kartierung von JARKE (1955) ein. Die überarbeitete Karte zur Sedimentverteilung auf dem Meeresboden in der deutschen Nordsee nach der Klassifikation von FIGGE (1981) (LAURER et al. 2013) enthält erweiterte Bereiche, die an das alte Kartenblatt von FIGGE (1981) angefügt sind und auf Bodenproben der Jahre 2009-2012 basieren. Bereiche mit Korngrößenverteilungen der 1960er und 1970er Jahre und neue Bodenproben fließen im Kartenblatt ungestört ineinander über. Die Verteilungsmuster auf dem Schelf der Deutschen Bucht können somit über einen Zeitraum von etwa sechzig Jahren im kleinen Maßstab als stabil angesehen werden, was ein Gleichgewicht großräumiger sedimentdynamischer Prozesse vermuten lässt. Hierzu sind noch detaillierte Untersuchungen durchzuführen, um belastbare Aussagen hinsichtlich der Langzeitstabilität der Oberflächensedimentverteilung in großen Maßstäben machen zu können.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Durch die differenzierte Betrachtung des Feinsandes konnten drei großräumige sedimentdynamische Teilsysteme auf dem Schelf der Deutschen Bucht identifiziert werden:

- ein Sedimenttransport aus Südwesten, über den Borkum-Riffgrund hinweg, in die innere Deutsche Bucht hinein,
- ein weiträumiges Akkumulationsgebiet über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal, welches durch einen vorwiegend suspensiven Sedimenttransport in Richtung Nordwesten, parallel zum Verlauf des ehemaligen Flusstals, gekennzeichnet ist und
- ein Sedimentmangelgebiet auf dem nordfriesischen Schelfbereich. Hier wird durch das Abknicken der Hauptströmung nach Nordwesten über dem ehemaligen Elbe-Urstromtal ein nennenswerter Sedimenttransport nach Osten verhindert.

Das mobile Sediment der Deutschen Bucht lässt sich in zwei charakteristische Feinsandfraktionen differenzieren. Zum einen die Fraktion gut sortierten feinen Sandes mit einem Korndurchmesser von 125-177 μm . Diese wurde als Hauptkomponente des mobilen Oberflächensediments auf den flachen Schelfbereichen identifiziert. Die andere hochmobile Komponente ist der sehr feine Sand mit einem Korndurchmesser von 63-88 μm . Dieser lässt sich vorwiegend im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals antreffen. Die vorliegenden Untersuchungen deuten demnach darauf hin, dass das aus dem Südwesten in die Deutsche Bucht eintreffende Sediment vorwiegend Sande dieser beiden Fraktionen beinhaltet (63-177 μm). Der gröbere Anteil hiervon stellt das Material für das in die innere Deutsche Bucht laufende Transportband dar, welches durch Suspensions- und Geschiebetransport bewegt wird. Der Anteil des sehr feinen Sandes wird vorwiegend als Suspensionsfracht in die tieferen Bereiche der Deutschen Bucht transportiert, wo er mit ansteigender Wassertiefe abgelagert wird.

Die Morphologie spielt eine große Rolle für die auf dem Schelf der Deutschen Bucht ablaufenden sedimentdynamischen Prozesse. Die Geländekante am östlichen Rand des ehemaligen Elbe-Urstromtals trennt den großräumigen Akkumulationsbereich im Westen von dem Sedimentmangelgebiet auf dem nordfriesischen Schelfbereich. Auch die Fraktionierungen im Bereich des Borkum-Riffgrunds und dem nordöstlich angrenzenden Gebiet und im Bereich des ehemaligen Elbe-Urstromtals korrelieren mit der Tiefe.

Es konnte gezeigt werden, dass es Bereiche gibt, in denen die berechneten resultierenden Sedimenttransporte herangezogen werden können um die Genese des Oberflächensediments zu erklären. In allen drei abgegrenzten sedimentdynamischen Systemen lassen sich die Ergebnisse des numerischen Verfahrens mit denen der datenbasierten Analyse vereinbaren. Andersherum bietet die Oberflächensedimentverteilung Möglichkeiten, numerische Modelle zumindest qualitativ zu verifizieren. So kann beispielsweise in weiteren Modellsimulationen untersucht werden, ob die gemessene schrittweise Verfeinerung der Sedimente Richtung Osten in morphodynamischen Simulationen reproduzierbar ist.

Die hier vorgestellten Analysen liefern eine konsistente Erklärung der räumlichen Verteilungsmuster von Oberflächensediment, Wassertiefe und Sohlbelastung, bzw. resultierenden Sedimenttransporten. Zur Fortsetzung der Analysen, insbesondere im Hinblick auf ein besseres Verständnis der Ursachen der hier identifizierten Teilsysteme, können in einem nächsten Schritt morphologische Parameter wie Wassertiefe oder Topographiegefälle mit sedimentologischen Parametern korreliert werden. Entsprechendes gilt für die Untersuchung der hydrodynamischen Parameter. Hier ist eine detailliertere Studie der

Interaktion von Morphologie und barokliner Strömung notwendig, um die beobachteten Strömungsmuster besser interpretieren zu können.

6 Schriftenverzeichnis

- BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU (BAW): Technical Report Mathematical Module SediMorph Validation Document. Version 1.1., 2014a.
Stand 02.04.2014: http://www.baw.de/downloads/wasserbau/mathematische_verfahren/pdf/vd-sedimorph.pdf.
- BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU (BAW): Validierungsstudien Nordsee, 2014b.
Stand 02.04.2014: http://www.baw.de/methoden/index.php5/Validierungsstudien_Nordsee
- CACCHIONE, D. A.; DRAKE, D. E.; GRANT, W. D. and TATE, G. B: Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 54, 1280-1291, 1984.
- CASULLI, V. and ZANOLLI, P.: High resolution methods for multidimensional advection-diffusion problems in free-surface hydrodynamics. *Ocean Modell* 10(1/2), 137-151, doi:10.1016/j.ocemod.2004.06.007, 2005.
- DECHEND, W.: Zur Frage der Sandwanderung vor der ostfriesischen Inselküste. In: *Die Bautechnik, Beton- u. Stahlbau. Der Stahlbau*, Heft 7, 201-204, 1949.
- DECHEND, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Frage der Sandumlagerungen im Watt Nordfrieslands. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Band 3, Heft 5/6, 294-303, 1950.
- DIESING, D.; KUBICKI, A.; WINTER, C. and SCHWARZER, K.: Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. In: *Continental Shelf Research* 26, 902-916, 2006.
- FIGGE, K.: Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). In: *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 30, 203-211, 1980.
- FIGGE, K.: Karte und Begleitheft zur Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht, Maßstab 1:250.000. Deutsches Hydrographisches Institut, 1981.
- FOLK, R. L. and WARD, W. C.: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, Bd. 27, 3-26, 1957.
- GAO, S. and COLLINS, M.: Analysis of grain-size trend for defining sediment transport pathways in marine environments. In: *Journal of Coastal Research* 10 (1), 70-78, 1994.
- HEYER, H. und SCHROTTKE, K.: Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht – AufMod.
<http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb14/780783271.pdf>,
doi: 10.2314/GBV:780783271, 2013.
- HIRSCHHÄUSER, T., MEWIS, P. and ZANKE, U: Determination of the Initial Distribution of Particle Size in Morphodynamic Modelling in Tidal Areas. 3rd International Conference on Hydro-Science and -Engineering, Cottbus, Germany, 1998.
- JARKE, J.: Neue Ergebnisse zur Bodenbedeckung der Deutschen Bucht. In: *Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. Deutscher Geographentag (Hamburg)*, Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden, 369-375, 1955.

- KÖSTERS, F. and WINTER, C.: Exploring German Bight coastal morphodynamics based on modelled bed shear stress. In: *Geo-Marine Letters*, 34, 21-36, doi: 10.1007/s00367-013-0346-y, 2014.
- KRUMBEIN, W. C.: Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, 6 (1), 35-47, 1936.
- KWOLL, E. and WINTER, C.: Determination of the initial grain size distribution in a tidal inlet by means of numerical modelling. In: *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1081-1085. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208, 2011.
- LAURER, W.-U.; NAUMANN, M. und ZEILER, M.: Sedimentverteilung in der deutschen Nordsee nach der Klassifikation von Figge (1981), www.gpdn.de, Stand: 02.04.2014, 2013.
- LOEWE, P.; KLEIN, H. und WEIGELT-KRENZ, S.: System Nordsee, 2006 & 2007: Zustand und Entwicklungen. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie Nr. 49, 2013.
- LYARD, F.; LEFEVRE, F.; LETELLIER, T. and FRANCIS, O.: Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. In: *Ocean Dynamics* 56, 394-415, 2006.
- MCLAREN, P.: An interpretation of trends in grain size measure. In: *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (2), 611-624, 1981.
- MCLAREN, P. and BOWLES, D.: The effects of sediment transport on grain-size distribution. In: *Journal of Sedimentary Petrology* 55 (4), 457-470, 1985.
- MCMANUS, J.: Grain size determination and interpretation. In: TUCKER, M.: *Techniques in Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 63-85, 1988.
- MILBRADT, P.; VALERIUS, J. und ZEILER, M.: Das Funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasis für die Morphologie und Sedimentologie, *Die Küste*, 83, 2015.
- MURRAY, A. B. and THIELER E. R.: A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and “rippled scour depressions”. In: *Continental Shelf Research* 24, 295-315, 2004.
- OTTO, L.; ZIMMERMANN, J. T. F.; FURNES, G. K.; MORK, M.; SAETRE, R. and BECKER, G.: Review of the physical oceanography of the North Sea, In: *Neth. J. Sea Res.*, 26, 2-4, 161-238, doi: 10.1016/0077-7579(90)90091-T, 1990.
- POIZOT, E. and MEAR, Y.: Using a GIS to enhance grain size trend analysis. In: *Environmental Modelling & Software* 25, 513-525, 2010.
- RICKLEFS, K. and ASP NETO, N. E.: Geology und Morphodynamics of a Tidal Flat Area along the German North Sea Coast, *Die Küste*, 69, 93-127, 2005.
- SCHNEGGENBURGER, C.; GÜNTHER, H. and ROSENTHAL, W.: Spectral wave modelling with non-linear dissipation: validation and applications in a coastal tidal environment. *Coastal Engineering* 41(1/3), 201-235. doi:10.1016/S0378-3839(00)00033-8, 2000.
- SMILE CONSULT GmbH: Erste Schritte - Einführung in Gismo.
http://www.smileconsult.de/files/gismo_erstesritte_v28.pdf, Stand: 10.01.2014, 2011.
- SOULSBY, R.: Dynamics of marine sands. A manual for practical applications, Telford, 1997.

- SÜNDERMANN, J and POHLMANN, T.: A brief analysis of North Sea physics. In: OCEANOLOGIA 53(3), 663–689, doi:10.5697/OC.53-3.663, 2011.
- TABAT, W.: Sedimentologische Verteilungsmuster in der Nordsee. In: Meyniana, 31, 83-124, 1979.
- VAN RIJN, L. C.: Sediment transport: part I: bed load transport; part II: suspended load transport; part III: bed forms and alluvial roughness. Journal of Hydraulic Division, Proc. ASCE, 110 (HY10), 1431-1456; (HY11), 1613-1641; (HY12), 1733-1754, 1984.
- ZEILER, M.; SCHULZ-OHLBERG, J. and FIGGE, K.: Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). In: Marine Geology, 170, 363-380, 2000.
- ZEILER, M.; FIGGE, K.; GRIEWATSCH, K.; DIESING, M. und SCHWARZER, K.: Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee. Die Küste, 68, 67-98, 2004.
- ZEILER, M.; SCHWARZER, K and RICKLEFS, K.: Seabed Morphology and Sediment Dynamics, Die Küste, 74, 31-44, 2008.